



Les deltas de lave du littoral hawaïen. Partie 2 : la destruction des deltas de lave.

Guillaume Marie

► To cite this version:

Guillaume Marie. Les deltas de lave du littoral hawaïen. Partie 2 : la destruction des deltas de lave.. L.A.V.E, 2002, 95, pp.13-19. <hal-00274477>

HAL Id: hal-00274477

<https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00274477>

Submitted on 15 Jan 2009

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



**Revue de
L'Association Volcanologique Européenne**

Mars 2002

N° 95



*Delta de lave, suite à l'éruption du Piton de la Fournaise, le 15 janvier 2002
photo : Paul Edouard de Lajartre (<http://www.delajartre.com>).*

Revue bimestrielle
ISSN 0982-9601 – N° Commission Paritaire : 76719-AS

Prix du numéro : 6.5 €

LES DELTAS DE LAVE DU LITTORAL HAWAÏEN

Par Guillaume Marie, géomorphologue, Géolittomer-Brest (UMR 6554)

Partie 2 : la destruction des deltas de lave

Erratum, dans la Partie 1, nous avons, sous le fait de l'heure tardive de bouclage de la revue, interverti les pages 10 et 11. Nous nous en excusons vis-à-vis de l'auteur et auprès de nos lecteurs.

Après avoir analysé dans une première partie la construction d'un delta de lave, nous nous attacherons ici à expliquer sa destruction et les conséquences pour les personnes présentes sur le site. Le recul du front d'un delta de lave est en fait concomitant avec son extension. Ainsi, un delta n'est jamais figé et même si une pause se produit dans l'alimentation en lave, et si le travail de la mer le détruit petit à petit, cela ne veut pas dire qu'il n'y aura pas élargissement vers le large dans le futur. C'est en fait une opposition permanente entre le travail d'accrétion produit par l'arrivée de lave, avec un flux plus ou moins intense et continu, et le travail de destruction opéré par les rencontres explosives entre le magma et l'eau de mer, aidées par le caractère instable du soubassement, et relayées par l'action marine (Figure 4).

L'effondrement d'un delta de lave et ses conséquences

Un delta de lave peut subir au cours de son histoire plusieurs séries d'effondrements. Ainsi, un delta instable a connu, par exemple, 31 effondrements majeurs en 15 mois entre 1988 et 1989 (Hon et *al.*, 1993). Une série d'effondrements a été observée par T. Waltham (1999) le 12 septembre 1999 sur le delta de Kamokuna, provoquant un retrait d'environ 10 m du trait de côte. Pendant une douzaine d'heures, les effondrements se sont succédés dans un premier temps toutes les 5 à 10 minutes, puis de manière plus espacée. Mais des conditions paroxysmales peuvent également provoquer l'affaissement total du delta. Si l'alimentation en lave est assez importante, le delta s'étendra de nouveau jusqu'aux prochains effondrements.

La cause principale : le glissement du soubassement instable

Le delta de lave repose sur un talus de sédiments hétérogènes et mal triés, constitués en grande partie de débris pyroclastiques. Ce matériel avance au fur et à mesure de son remaniement et de son renouvellement par les explosions hydromagmatiques le long de la plate-forme infralittorale. La subsidence du delta sous le poids des coulées de lave provoque le tassement des débris. À cette déstabilisation s'ajoute la pression provoquée par les tubes de lave qui traversent le cône de débris (Kauahikaua et *al.*, 1993). Celui-ci est donc sujet à des mouvements de masse, éboulements et surtout glissements rotationnels qui, en surface, se traduisent par un jeu de fissures et l'effondrement partiel ou total du delta de lave.

La forte pente de la nappe de débris observée lors de plongées (Moore et *al.*, 1973) est également propice aux glissements de terrain, d'autant plus qu'elle s'accroît en aval lorsqu'elle atteint la pente sous-marine. Cette déclivité qui relie la plate-forme infralittorale aux terrasses sous-marines héritées correspondrait en fait à la distance maximale à laquelle le delta de lave peut s'étendre sans s'effondrer (Hon et *al.*, 1993).

L'effondrement partiel du delta

Outre les glissements de la partie externe du talus de débris, d'autres causes peuvent expliquer l'effondrement de la partie distale d'un delta de lave.

En raison de la lente subsidence du delta, de la pression exercée par la circulation de la lave au sein des tubes, et de légers mouvements de masse du soubassement, la surface du delta peut subir des déformations (Mattox et *al.*,

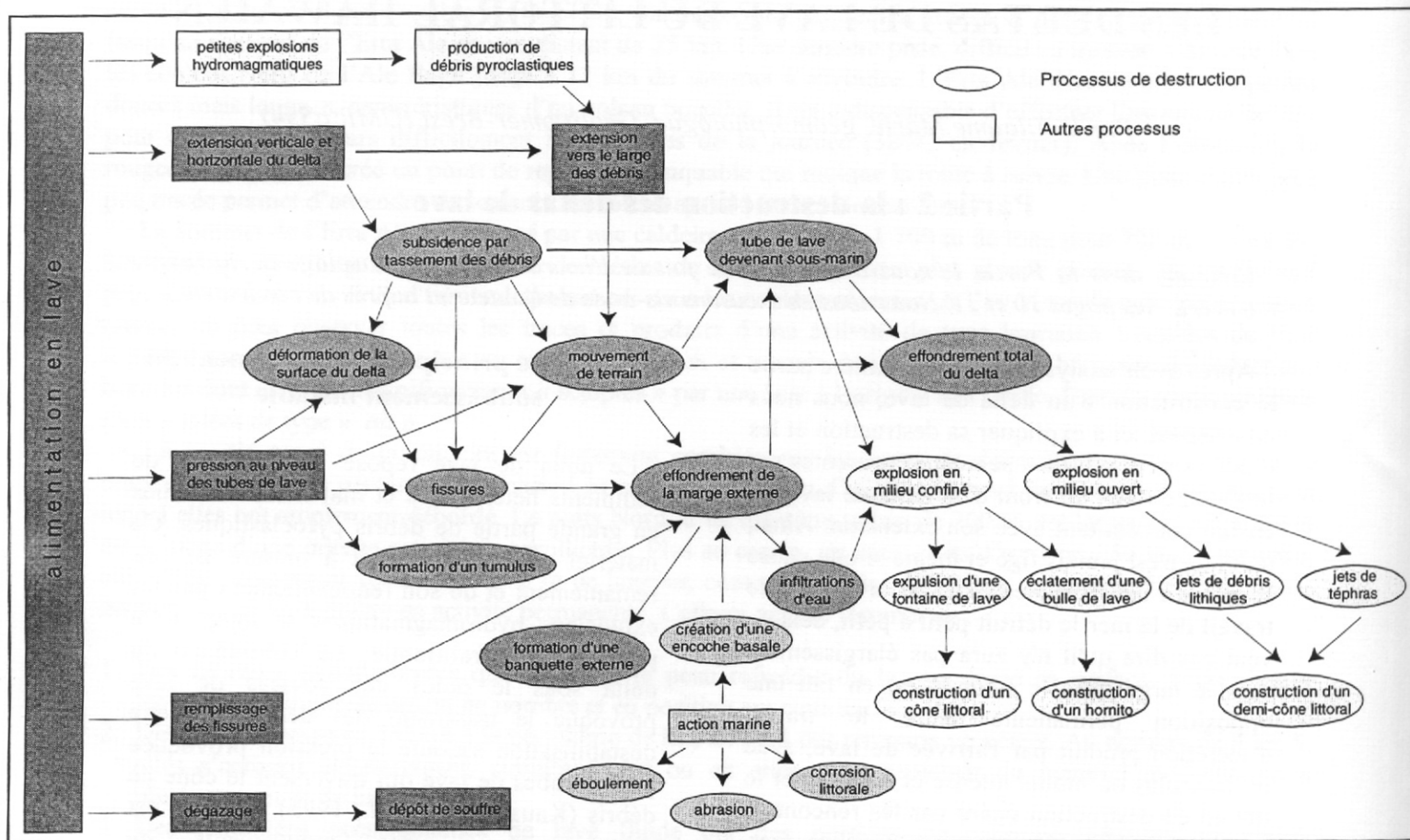


Figure 4 : Organigramme de la destruction d'un delta de lave.

1997). Elles se marquent par l'apparition de fractures, surtout en marge du delta et parallèlement au trait de côte. Ces fissures peuvent emprunter les lignes de faiblesse liées au refroidissement de la lave. Sur le delta de Lae Apuki, ces fractures, parallèles au rivage avec parfois des décrochements, se trouvaient, par exemple, à une dizaine de mètres (8 à 11 m) l'une de l'autre et du rivage en avril 2001. Elles sont quelquefois plus marquées avec un espacement de 50/70 mètres comme à Kamokuna (avril 2001).

C'est au niveau de ces lignes de faiblesse que se situent préférentiellement les effondrements en marge du delta, lorsqu'il y a rupture. La lave peut également remplir les fissures. L'accroissement des pressions qui en résulte faciliterait l'effondrement de la partie distale du delta (Kauahikaua et al., 1993). Des panneaux de lave peuvent aussi simplement s'affaisser, sans effondrement, créant des banquettes externes, limitées par un escarpement. Ces banquettes ne sont qu'un stade transitoire avant l'effondrement de la

partie externe, comme nous l'avons vu à Lae Apuki (Photo 5). Elles peuvent également se former au pied de la première banquette par l'arrivée d'un nouveau tube de lave (Hon et al., 1993).

Les explosions en milieu confiné

Lors d'un effondrement partiel du delta, les tubes de lave sont soumis à des infiltrations d'eau de mer. Le confinement au niveau de la zone de mélange entre magma et eau provoque une augmentation de la dynamique de pression qui brise les parois des tubes de lave, projetant en surface le magma en fusion. Les explosions hydromagmatiques qui en résultent sont les plus intenses car la quantité de lave en rapport avec l'eau de mer est plus importante : elles projettent des débris pyroclastiques de plus grande taille, avec une plus grande portée et surtout avec une violence accrue (Mattox, 1993). L'énergie intense déployée par la houle, notamment au sud de l'île d'Hawaï soumise aux tempêtes du Pacifique Sud, pourrait

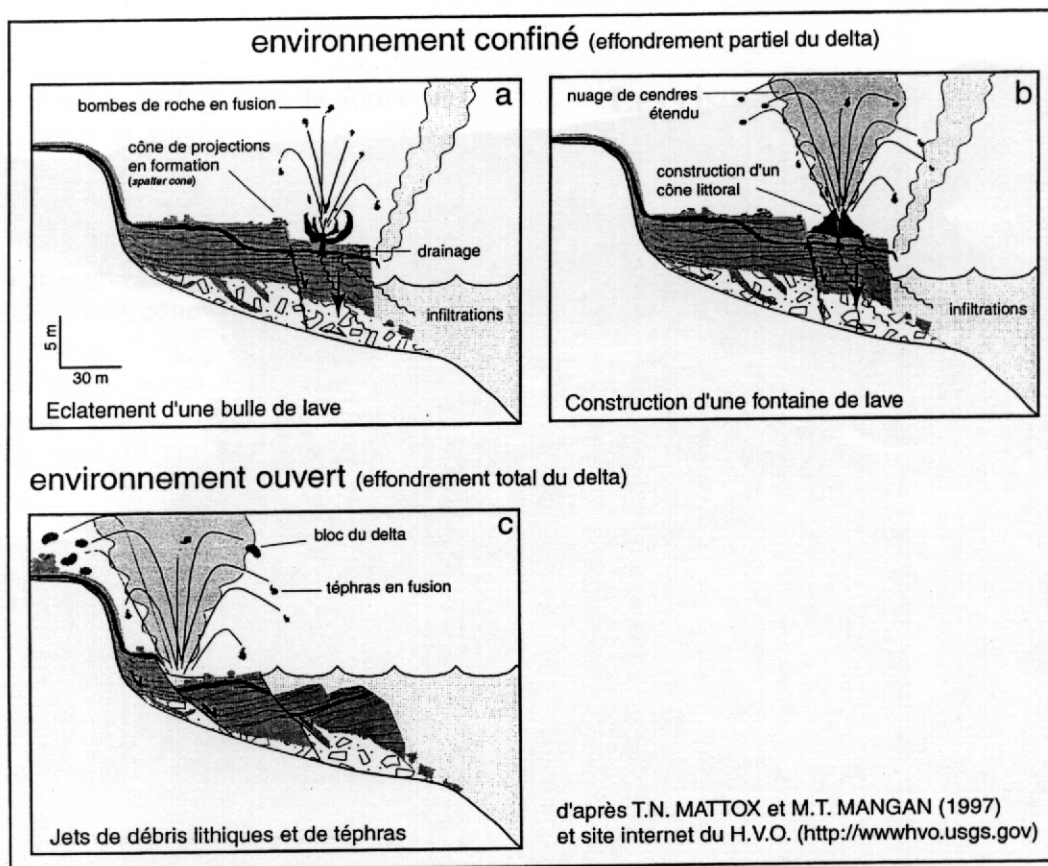


Figure 5 : Les différents types d'explosion

également ébranler l'ensemble du delta au niveau des fissures, facilitant les infiltrations d'eau de mer et donc ces explosions paroxysmales. Deux grands types d'explosions en milieu confiné ont été définis par T.N. Mattox et M.T. Mangan (1997) à partir des observations effectuées entre 1992 et 1994 sur le delta de Kamoamo

Des bulles de lave, générées par la rupture brutale d'un tube de lave sous ou au niveau de la mer, peuvent éclater (*lava bubble bursts*, cf. figure 5a). L'eau de mer s'infiltré rapidement et provoque l'explosion d'un dôme de lave, d'un diamètre pouvant atteindre 10 m (Mattox et al., 1997). L'activité se répète avec une périodicité de quelques secondes de manière soutenue pendant plusieurs minutes, avant de s'estomper. La fracture circulaire du tube de lave se situe sur le delta, à proximité de la marge externe du delta, mais nous avons observé en mai 2001 des bulles de lave d'un diamètre estimé à 4 m sur le front de la banquette de Kupapa'u Point, sans qu'il y ait eu effondrement perceptible du delta de lave. Ce phénomène produit des débris généralement grossiers et laisse sur place une mare de lave qui subit un drainage rapide.

Parfois, des fontaines littorales (*littoral lava fountains*) se forment aussi en environnement confiné, lorsqu'il y a rupture d'un tube de lave immergé, le plus souvent à proximité du littoral et après ou en même temps que l'éclatement d'une bulle de lave (Figure 5b). Ce type d'explosion demande la libération d'une plus forte énergie lors de la destruction de la partie supérieure du tube de lave. Ceci serait dû à l'alimentation en eau de mer plus intense. Les jets continus de lave en fusion précèdent l'évacuation sous haute pression de vapeur d'eau lors de l'épuisement du flux de magma (Mattox et al., 1997).

L'effondrement total du delta

L'ensemble du delta de lave peut aussi s'effondrer sur lui-même. Un glissement rotationnel de la majeure partie du soubassement instable peut en être la cause, mais une répétition rapprochée de plusieurs effondrements partiels provoque le même effet. Le delta de lave est ébranlé par la succession d'explosions hydromagmatiques, ce qui peut amener à un effondrement généralisé de l'ensemble. De même, la subsidence du delta peut également amener un tube de lave à



Photo 5 : Banquette externe du delta de lave inactif de Lae Apuki (avril 2000), aujourd'hui effondrée, avec, à droite, destruction par éboulements et, au fond, ancienne falaise recouverte de lave (cliché G. Marie).

devenir sous-marin, causant de fortes explosions et un effondrement de celui-ci, comme à Kamoamoia en 1992 (Mattox, 1993).

Les explosions en milieu ouvert

Lors de l'effondrement total du delta, le mixage dans un environnement ouvert de l'eau de mer avec une grande quantité de magma en fusion contenu dans les tubes de lave, provoque une forte et soudaine explosion. Celle-ci reste tout de même d'une intensité moindre que lors de réactions en milieu confiné, même si la surface de magma en contact avec le milieu aqueux est plus étendue (Mattox et *al.*, 1997). Ce phénomène projette de gros fragments de lave consolidée provenant de la destruction du delta ou le plus souvent des morceaux de roche fondue mêlés à des téphras (fig. 5c).

Les jets de téphras (*tephra jets*) sont les plus courants et sont similaires à ceux des explosions ordinaires. Mais l'intensité est plus grande en raison d'un volume de magma plus important ou d'un tube de lave rompu par l'effondrement du delta. Les pyroclastes en fusion sont fins et sont projetés de manière pulsative et avec une trajectoire en queue de

coq (cypressoïde). L'activité est périodique et peut durer plusieurs jours, jusqu'à ce que le tube de lave se rebouche (Mattox et *al.*, 1997).

Les projections de débris lithiques (*lithic blasts*), chauds mais solidifiés, correspondent à une phase plus explosive lors de l'effondrement du delta de lave qui suit généralement les jets de téphras. Les blocs proviennent à la fois du magma en fusion et de lambeaux de lave plus ancienne qui ont été arrachés sous la violence du choc explosif. Ils sont plus grossiers et peuvent se déposer jusqu'à 200 m du lieu de l'explosion (Mattox et *al.*, 1997).

Les cônes littoraux

Les pyroclastes projetés par ces explosions paroxysmales peuvent s'accumuler sur le delta de lave et construire des monticules si l'activité se poursuit en un même lieu et si son intensité ou sa continuité le permettent. Lorsqu'il y a effondrement de la banquette, le cône de téphras prend une forme semi-circulaire (Mattox, 1993). En revanche, lorsque l'affaissement n'est que partiel, les téphras forment un cône littoral, avec éventuellement des cônes de projections ou hornitos (*spatter*

cone) à proximité, parfois sous la forme de buttes circulaires et soudées (Mattox, 1993). La forme du cône dépend de la continuité du lieu d'émission et de la direction des vents (Fisher, 1968 ; Sheridan *et al.*, 1983). Mais en raison de leur rapide érosion par la mer, on a souvent affaire à un cône tronqué, voire semi-circulaire (Mattox, 1993).

On trouve toutes sortes de débris : cendres, poussières de verre, bombes de basalte pouvant dépasser 30 cm de diamètre à Pu'u

Les risques pour les touristes

Les explosions hydromagmatiques habituelles sont rarement dangereuses car leur portée reste le plus souvent limitée. Mais lorsque le delta de lave s'effondre, totalement ou en partie, les aléas sont beaucoup plus importants avec la projection de débris en direction des terres et la disparition du delta sous la mer. Même sans écoulement de lave, le delta inactif reste dangereux car, reposant sur



Photo 6 : Blocs en marge du delta de Kupapa'u Point, 30 secondes après le basculement (avril 2001, cliché G. Marie)

Hou au sud de l'île (Moore *et al.*, 1965) et paquets de lave (*spatter*). Ils s'organisent en lits plus ou moins grossiers. J.G. Moore et W.U. Ault (1965) avancent l'hypothèse de phases plus violentes pour expliquer l'origine des lits plus grossiers, à moins que de fortes rafales de vent aient emporté au loin le matériel fin lors du dépôt.

un soubassement instable, sa partie externe peut toujours s'effondrer suite à l'action marine.

Une partie des touristes visitant le Parc Naturel des Volcans d'Hawaï parcourt le littoral, voie d'accès la plus facile pour observer les coulées de lave se jetant dans la mer. Les risques d'effondrement et d'explosion

sont trop souvent négligés par ces visiteurs qui se déplacent sur les deltas de lave inactifs ou qui s'approchent parfois trop près des sites actifs, malgré les panneaux informatifs et les pancartes d'interdiction.

Ces risques ne concernent cependant que les touristes les plus téméraires et les accidents sont rares. Le plus grave d'entre eux intervint le 19 avril 1993 où une banquette littorale s'effondra, provoquant le décès d'une personne. Les trois autres promeneurs l'accompagnant purent regagner le littoral stable. Seize personnes au total furent blessées par des projections de lave en fusion et d'eau brûlante (Mattox, 1993). Un effondrement catastrophique a eu lieu également sur le delta de Kamoamo le 24 novembre 1992, lié à l'abaissement d'un tube de lave sous la ligne d'eau et qui a provoqué la mort d'une personne tombée à la mer (Mattox, 1993). En avril 1998, le corps d'une personne ayant glissé sur un cône littoral ne fut jamais retrouvé et deux personnes périrent en raison d'inhalations de gaz issus du panache de fumée en novembre 2000. Deux personnes furent également tuées indirectement : une par crise cardiaque en octobre 2000 alors qu'elle observait un delta de lave en formation et une autre à la fin des années 1980 en tombant de nuit sur le terrain accidenté qui menait au site (Smith, 2001). On compte également des blessés liés à des projections d'eau bouillante en août 1994.

Même si les risques naturels sur ces littoraux volcaniques ne peuvent être prévisibles, une meilleure prévention passe par une surveillance des deltas de lave et d'une étude fondamentale des mécanismes. Des profils topographiques levés sur trois deltas de lave depuis juin 2000 permettront de mieux comprendre la subsidence de ces formes.

Le rôle des processus d'origine marine

Le sapement effectué par les vagues, armées de débris abrasifs, provoque l'apparition d'une encoche à la base de la falaise de mer, alors même que la lave coule parfois au-dessus (cas à Kupapa'u Point au printemps 2001). L'encoche est très fréquente sur les deltas de

lave, montrant la fragilité du matériel basaltique avant son total refroidissement (cf. photo 3, partie I). Elle met en porte-à-faux la partie sus-jacente, qui peut s'écrouler par gravité ou sous les coups de boutoirs des vagues. La fissuration intense du matériel lavique, accentuée dans la partie distale du delta comme nous l'avons vu, facilite également le recul en tranches de la falaise ou son éboulement (cf. photo 5).

Nous avons ainsi été témoin le 1^{er} mai 2001 du basculement d'un bloc d'environ 3 ou 4 m de grande longueur pour 20 à 30 m³, toujours chaud, bien que le delta ne fut plus actif (plus de circulation de lave au sein des tubes). Une fissure s'est certainement progressivement élargie, jusqu'à atteindre un point de rupture, provoquant le basculement d'un bloc, suite aux pressions répétées des vagues. Il est possible que le bloc se soit aussi désolidarisé au niveau d'une fissure, à cause d'une explosion soudaine provoquée par l'infiltration d'eau de mer. Nous avons, en effet, observé un dégagement de fumée au niveau de la fissure juste avant la bascule. Une grande quantité d'eau de mer a été vaporisée et de petites explosions hydromagmatiques ont été constatées (cf. photo 6). Petit à petit, les assauts des vagues ont réduit le bloc en détachant des débris de toute taille. En 10 minutes la largeur du bloc n'excédait plus 2,5 m, avec une forme plus arrondie, et les coups de boutoirs des vagues commençaient à le faire bouger. L'érosion marine ralentissait ensuite, puisqu'après environ une heure, le bloc faisait toujours quelque 2 mètres de large. Quatre jours plus tard, l'activité effusive ayant repris, le bloc avait disparu, ou avait été incorporé au delta en progradation.

Cette dynamique marine amène progressivement à une régularisation du trait de côte. On s'aperçoit, en effet, que les tracés des banquettes de lave ont tendance au cours du temps à s'arquer, par destruction des promontoires. Il peut même arriver que la destruction d'une banquette de lave soit totale, laissant en place uniquement l'ancienne falaise "retrouvée", nappée de draperies, avec parfois un gradin marquant l'ancien niveau du delta (cas vers Waha'ula en avril 2001).

Les vitesses d'ablation

De manière générale, on peut dire que, dans un premier temps, le recul est très rapide en raison des nombreux effondrements. Lorsque le delta devient inactif, la vitesse d'érosion ralentit car les effondrements sont plus rares, les agents marins jouant un rôle plus important. À partir de relevés du trait de côte au G.P.S. effectués par le *Hawaiian Volcano Observatory* (HVO), on a pu estimer grossièrement cette vitesse. Ces résultats ne donnent qu'un ordre d'idée en raison de l'imprécision de la méthode et du caractère théorique d'une moyenne calculée sur un an. Le recul serait en moyenne de 9 m par an (maximum de 16 m) entre deux et quatre ans après la mise en place du delta (delta de Lae Apuki entre janvier 1998 et mars 2000), contre une trentaine de mètres en moyenne lors de la deuxième année après la fin de l'activité en raison des nombreux effondrements (delta de Wilipea, année 1997). La banquette de Waha'ula, active en août 2000, et ayant atteint au maximum 120/140 m de largeur en mars de la même année (HVO), était totalement détruite ou ne subsistait que sous la forme d'une étroite marche de quelques mètres de large lors de notre passage en avril 2001. Une étude est en cours pour affiner ces résultats.

Les cônes littoraux de téphras sont attaqués par la mer à une vitesse encore plus importante. C'est la raison pour laquelle on en trouve uniquement sur les îles volcaniques récentes, environ 50 sur les côtes du Kilauea et du Mauna Loa selon J.G. Moore et W.U. Ault (1965).

Le recul des littoraux est ensuite beaucoup plus lent, s'effectuant préférentiellement au niveau de lignes de faiblesse, et formant des grottes marines, puis des arches. La vitesse de retrait est comparable à celui des falaises granitiques lorsque la lave atteint un âge de plusieurs siècles. D'autres processus prennent alors le relais : déparage des têtes de prismes, évorsion (abrasion centrifuge), corrosion littorale (actions physico-chimiques et biologiques).

Conclusion

Les deltas de lave du littoral hawaïen sont des formes jeunes typiques des côtes du Kilauea. Depuis 1986, les coulées de ce volcan ont créé nombre de ces plates-formes instables. Ce sont des formes sans cesse mouvantes en raison d'une opposition entre deux dynamiques contradictoires, accrétion et destruction, liées aux interactions entre deux fluides opposés : l'eau et la lave.

L'observation des deltas de lave depuis une quinzaine d'années, couplée aux recherches antérieures, a permis de mieux comprendre les mécanismes de leur genèse et de leur destruction, qui ont une implication directe sur la société hawaïenne par les risques qu'ils induisent. Des recherches en cours dans le cadre d'un doctorat de géographie permettront de compléter ces travaux par l'étude de l'évolution de ces littoraux volcaniques à une échelle de temps plus longue.

Bibliographie :

- FISCHER R.V. (1968) - Puu Hou littoral cones, Hawaii. *Geologische Rundschau*, vol. 57, pp. 837-864
- HON K., MATTOX T., KAUAHIKAU J., KJARGAARD J. (1993) - The construction of pahoehoe lava deltas on Kilauea Volcano, Hawaii. *Transactions Eos, American Geophysical Union supp.*, vol. 74 (43), résumé, p. 616
- KAUAHIKAU J., DENLINGER R., FOSTER J., KESZTHELYI L. (1993) - Lava delta instability : is it mass-wasting or is it triggered by lava flowing through tubes ? *Transactions Eos, American Geophysical Union supp.*, vol. 74 (43), résumé, p. 616
- MATTOX T.N. (1993) - Where lava meets the sea : Kilauea Volcano, Hawaii. *Earthquakes and Volcanoes*, ol. 24 (4), pp. 160-177
- MATTOX T.N., MANGAN M.T. (1997) - Littoral hydrovolcanic explosions : a case study of lava-seawater interaction at Kilauea Volcano. *J. of Volcanol. and Geoth. Res.*, vol. 75 (1-2), pp. 1-17
- MOORE J.G., AULT W.U. (1965) - Historic Littoral Cones in Hawaii. *Pacific Science*, vol. 19, pp. 3-11
- MOORE J.G., PHILLIPS R.L., GRIGG R.W., PETERSON D.W., SWANSON D.A. (1973) - Flow of lava into the sea, 1969-1971, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bull.*, vol. 84, pp. 537-546
- SHERIDAN M.F., WOHLTZ K.H. (1983) - Hydrovolcanism : basic considerations and review. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 17, pp. 1-29
- SMITH D. (2001) - Report : Volcano hikers killed by inhaling steam. *Hawaii Herald Tribune*, 1/03/2001, Hilo
- WALTHAM T. (1999) - Lava bench collapse on Hawaii. vol. *Geology Today*, vol. 15 (6), pp. 204-205 .